

No d'enregistrement
au C.N.R.S.
A. O. 2798

ARTICLE PRINCIPAL

Recouvrant en partie

LA THÈSE DE DOCTORAT ÈS SCIENCES NATURELLES

Présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE PARIS

—
par

DANIELLE VELDE
—

pour obtenir

le grade de Docteur Ès-Sciences

Sujet de la thèse: **Minettes et kersantites**

Une contribution à l'étude des lamprophyres

Soutenue le 24 janvier 1969 devant la commission d'Examen

MM. J. Jung

Président

R. Hocart

Examineurs

J. Ravier

J. Thiébaud

W. Wimmenauer

F. Chayes



paru dans

Contributions to Mineralogy and Petrology 30, 216-239 (1971)

Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York

Printed in Germany — © by Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1971

Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite: minettes et roches voisines

DANIELLE VELDE

Laboratoire de Pétrographie, Faculté des Sciences de Paris

Reçu le 16 novembre 1970

The Alkali-Feldspar-Biotite Lamprophyres: Minettes and Similar Rocks

Abstract. A description of the rock type minette is based upon ten examples coming from various locations (France, Germany, Channel Islands and the United States) and having various ages and geological environments. This study uses 28 new chemical analyses, 12 of which are mineral analyses other than micas. The crystallization sequence of these rocks, in good agreement with the experimental results for the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O$ (Luth, 1967) shows that most compositions precipitate olivine, then biotite and finally a quartz-feldspathic groundmass.

Two types of minettes are examined with some detail: magnesio-arfvedsonite-acmite bearing types, with hyperalkaline affinities, and spherulitic minettes which could present a case of immiscibility between two silicate liquids.

The origin of minettes is considered as a function of their geologic environment and composition. Normal minettes, similar in composition to certain magnesium-rich granites can be explained by partial melting at depth of basic rocks containing some quartz, alkali feldspar and biotite, an hypothesis based upon the experimental studies of Piwinskii and Wyllie. The origin of diopside rich minettes, or of those tending towards hyperalkaline compositions, should undoubtedly be sought at still greater depths, through, for example, partial melting of phlogopite-bearing pyroxenites.

«La minette est une roche éruptive bien caractérisée qui a été injectée à l'état fluide et qui, selon l'expression de M. Elie de Beaumont était éruptive à la manière des laves.»

A. Delesse, 1856

Introduction

Les minettes sont les roches les mieux définies de toutes les variétés réunies dans le groupe des lamprophyres. L'origine de ce terme a été retracée par Delesse (1856) et par Johannsen (1937). D'après la définition classique, les minettes (voir par exemple Holmes, 1920) sont des roches formées de mica biotite et de feldspath alcalin. Les minettes appartenant au groupe des lamprophyres, seul de ces deux minéraux principaux, le mica apparaît en phénocristaux.

Les minettes sur le terrain

Les minettes se présentent généralement sous la forme de filons étroits¹ dont la puissance est comprise entre quelques centimètres et 5 mètres. Ces filons, le plus souvent verticaux, recoupent les terrains encaissants qui peuvent être sédiment-

¹ Les équivalents effasifs des lamprophyres sont généralement désignés sous le terme de lamproïtes, groupe dans lequel j'ai par conséquent rangé les laves permienes du Devon (Grande Bretagne), par exemple.

aires ou métamorphiques, mais sont fréquemment des roches plutoniques acides. Les minettes appartiennent au même cycle orogénique que les granites qu'elles recoupent, et elles représentent la dernière manifestation de cette orogénie. Lorsque les conditions d'affleurement sont bonnes, on peut voir que les minettes se mettent en place suivant un système de fractures dont les directions ne sont pas quelconques (voir par exemple la carte jointe au mémoire de Knopf, 1936). La minette de Sisco (Velde, 1967) se présente sous la forme d'un sill dans les schistes lustrés du Nord-Est de la Corse, mais ce mode de gisement est exceptionnel.

La composition chimique des minettes

Pour définir le domaine de composition des minettes, j'ai relevé, dans la littérature, 66 analyses chimiques complètes de roches décrites sous ce nom. Ce nombre devrait être suffisant pour définir ce champ, si les erreurs de nomenclature n'étaient pas si fréquentes dans le groupe des lamprophyres. Les termes de kersantite et minette, par exemple, ont été souvent utilisés en synonyme et Tröger (1935) illustre sa définition des minettes (paragraphe 247) avec l'analyse modale d'une roche qui contient 25% de plagioclase, pour partie An_{60} et pour partie An_{30} . Cette roche qui affleure à Weiler, près de Wissembourg en Alsace, est une kersantite (Velde, 1969a).

Pour cette raison, le Tableau 1 qui donne les fréquences de distribution des divers oxydes dans ces 66 minettes doit être utilisé avec circonspection : les roches à composition extrême, comme celles qui montrent moins de 4% de K_2O par exemple, ne sauraient correspondre à une roche formée de feldspath alcalin et de biotite.

Ce tableau appelle un certain nombre de remarques : pour l'ensemble des minettes, les teneurs en MgO sont variables, mais souvent fortes, les teneurs en fer presque toujours relativement faibles. Les teneurs en potassium sont, dans la plupart des cas, supérieures à 4%, mais les pourcentages de Na_2O dépassent rarement 3%. Les teneurs en calcium sont extrêmement variables. Le dosage du CO_2 n'étant pas systématique, il est difficile de donner une idée exacte de la proportion de calcium entrant dans le réseau des carbonates, et de celle qui traduit la présence de diopside. La moyenne des minettes montre une teneur en CO_2 de 1,30%, alors même que la teneur en CO_2 a été considérée comme nulle toutes les fois où ce dosage n'avait pas été effectué. La conclusion est donc que la composition des minettes est variable, les seules constantes étant des teneurs assez faibles en silice et alumine, des teneurs en potassium et magnésium élevées, des teneurs généralement basses en fer et sodium.

Si l'on regarde maintenant la saturation en silice et les teneurs relatives en alcalins et alumine — deux critères utilisés dans la classification chimique des roches éruptives, on voit que parmi les roches décrites sous le nom de minette on trouve à la fois des roches saturées et sous-saturées en silice, à la fois des roches alumineuses et des roches hyperalcalines. Métais et Chayes (1963) avaient pu montrer, à partir de 67 échantillons que 52% des minettes montrent du quartz virtuel dans la norme C.I.P.W., 29% de la néphéline virtuelle, et 19% ni quartz, ni néphéline. Le problème des minettes hyperalcalines a déjà été traité dans une autre publication (Velde, 1970).

Tableau 1. *Distribution de fréquence de éléments majeurs de 66 minettes relevées dans la littérature. Moyenne de 64 minettes (in Métais et Chayes, 1963)*

Origine intervalle	SiO ₂ 40% 2%	Al ₂ O ₃ 6% 1%	Fe ₂ O ₃ 0% 1%	FeO 0% 1%	MgO 0% 1%	CaO 0% 1%	Na ₂ O 0% 1%	K ₂ O 0% 1%		
Classe N°										
1	3	1	3	4	—	—	3	—		
2	3	0	18	3	0	1	28	1		
3	4	0	16	12	5	4	30	3		
4	4	5	12	10	4	5	4	8	SiO ₂	51,17
5	17	4	6	19	5	9	1	14	Al ₂ O ₃	13,87
6	7	7	4	10	12	13	—	19	Fe ₂ O ₃	3,27
7	9	8	4	4	8	7	—	9	FeO	4,16
8	6	16	0	0	8	9	—	7	MgO	6,91
9	6	9	1	4	9	5	—	1	CaO	6,58
10	4	6	1	—	9	5	—	4	Na ₂ O	2,12
11	3	5	1	—	3	5	—	—	K ₂ O	5,49
12	—	—	—	—	3	2	—	—	TiO ₂	1,36
13	—	2	—	—	—	1	—	—	CO ₂	1,30
14	—	1	—	—	—	—	—	—	H ₂ O	2,42
> 14	—	2	—	—	—	—	—	—		

Une minette est, schématiquement, une roche faite de phlogopite et de feldspath potassique, avec, souvent, un peu de quartz. Dans ce cas idéal, par conséquent, la composition de cette minette peut être représentée par un point dans le système forstérite-kalsilite-silice. En fait la composition des minettes comporte toujours une quantité non négligeable d'autres éléments. Il devient alors caricatural de représenter une roche par un point dans le système précédent qui a, pourtant l'immense avantage d'être bien connu expérimentalement. Si l'on remplace la forstérite normative par la somme forstérite + fayalite, la kalsilite par la somme kalsilite + néphéline on obtient alors une représentation qui, tout en restant partielle, est plus raisonnable. Le calcium est alors considéré comme élément accessoire, ce qui est partiellement justifié par le fait que la présence du diopside ne change ni la nature, ni la composition des autres phases présentes.

C'est donc cette représentation qui a été adoptée. Toutes les analyses ont été recalculées de la façon suivante: à partir de la composition chimique globale, tout le fer ferreux et le magnésium ont été calculés en molécules d'olivine; tous les alcalins ont été calculés en molécules de néphéline et de kalsilite. Enfin, la silice non utilisée a été comptée comme quartz. Il est évident que ce calcul est entaché de nombreuses erreurs, la teneur en quartz étant toujours surestimée et ce d'autant plus gravement que la teneur en calcium est plus forte.

La Fig. 1 montre le domaine défini par 67 minettes relevées dans la littérature; la Fig. 2 montre la composition des dix roches étudiées au cours de ce travail: la composition des minettes va donc de roches riches en minéraux ferro-magnésiens jusqu'à des roches qui ne contiennent guère plus de minéraux fémiques qu'un microgranite pauvre en quartz.

La composition chimique globale des minettes n'est donc pas aberrante. Ce sont des roches relativement pauvres en silice et alumine, si on les compare aux roches

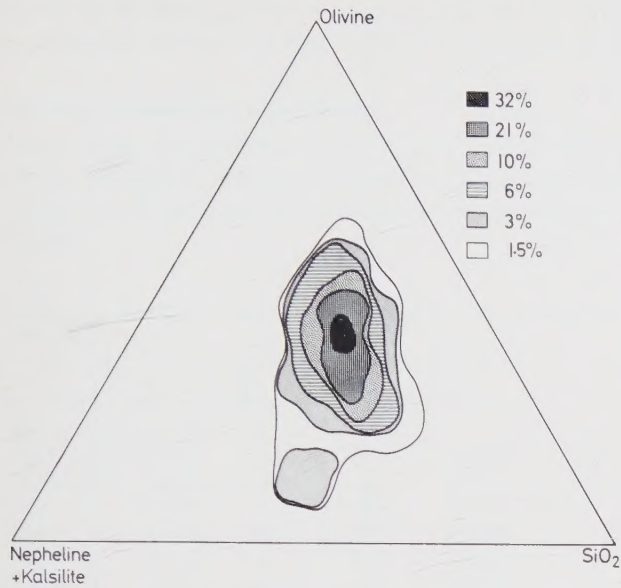


Fig. 1. Diagramme de fréquence illustrant les variations de composition de 66 roches appelées minettes, telles qu'elles peuvent être représentées dans un diagramme olivine-néphéline + kalsilite-silice. Les 66 analyses ont été relevées dans la littérature et correspondent à celles du Tableau 1

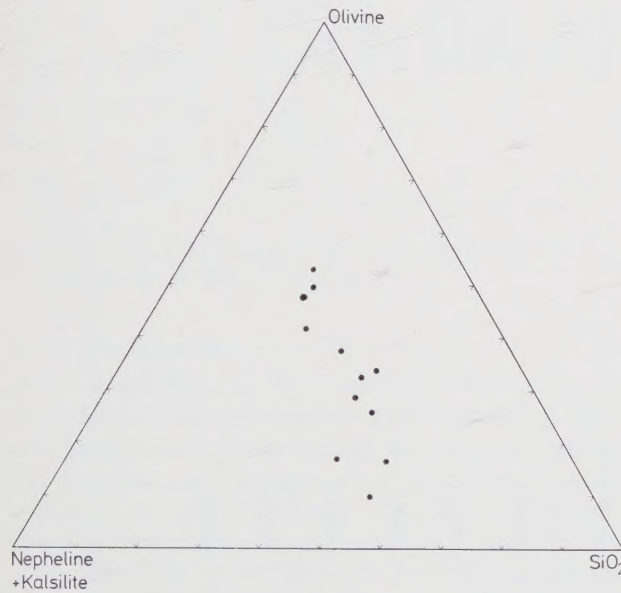


Fig. 2. Place des minettes étudiées dans un diagramme olivine-néphéline + kalsilite-silice. Les points correspondent aux analyses reproduites au Tableau 6, au Tableau 8 (N° 1) et à une analyse supplémentaire de la minette de Plogoff (*in* Cogné, 1962)

éruptives acides ayant la même composition minéralogique qualitative. Il n'en reste pas moins que leur composition ne saurait expliquer à elle seule leur minéralogie particulière. Il importe donc d'étudier en détail les minéraux des minettes avant de tenter d'expliquer l'origine de leur faciès lamprophyrique.

Description pétrographique des divers échantillons

Le Tableau 2 donne la provenance et la composition minéralogique qualitative des échantillons étudiés. Des descriptions détaillées de chacun des échantillons

Tableau 2. *Provenance et associations minéralogiques des diverses roches étudiées*

	Provenance	Nature pétrographique de l'encaissant	Struc- ture globu- leuse	Phlogo- pîte zoné	Biotite (pâte)	Olivine altérée	Clino- pyroxène Phéno- cristaux	Clino- pyroxène (pâte)	Amphi- bole	Feld- spath	Quartz
61-304	Dommartin, Nièvre	granite		×	×	quartz				×	×
2A4	Col des Croix, Vosges	granite	×	×	×	chlorite	×			×	×
25A2	Tiefenstein, Forêt Noire	migmatites	×	×	×	chlorite quartz calcite				×	×
23A13	Schirmeck, Bas Rhin	calcaires		×	×	quartz calcite				×	
45A7	Plogoff, Finistère	granite		×	×	quartz chlorite				×	×
7A6	Burke, Idaho	schistes		×	×	talc calcite	×	altéré		×	
35A1	Saint Héliér, Jersey	granite		×	×	quartz calcite	×		×	×	×
38A5	Ronez, Jersey	diorites		×	×	calcite				×	×
34A1	Trou du Diable, Jersey	granite		×	×	quartz				×	×
61A11	Port Noirmont, Guernesey		×	×	×	talc		×		×	

analysés figurent dans un mémoire inédit (Velde, 1969a) disponible sur demande, dans lequel on trouvera également la localisation exacte des filons étudiés.

Etude minéralogique des minettes

Cette étude comportera quatre sections consacrées aux clinopyroxènes, amphiboles, feldspaths alcalins et minéraux accessoires. En effet, les biotites (Velde, 1969b) et les produits de transformation des olivines (Velde, 1968b) ont déjà été traités.

Tableau 3. *Analyses chimiques de la biotite et de la «pélite» de la minette 61 A 11, Port Noirmont, Guernesey*

	1	2		1
SiO ₂	37,11	55,41	Si	2,674
Al ₂ O ₃	15,44	3,01	Al	1,311
Fe ₂ O ₃	4,33	3,84	Fe ³⁺	0,015
FeO	6,99	2,36	Fe ³⁺	0,219
MgO	19,33	25,50	Fe ²⁺	0,421
CaO	0	0	Mg	2,076
Na ₂ O	0,35	0,14	Ti	0,224
K ₂ O	7,88	0,72	Na	0,049
MnO	tr	tr	K	0,724
TiO ₂	4,14	0,22		
P ₂ O ₅	0,73	0		
H ₂ O ⁺	2,32	6,33		
H ₂ O ⁻	0,26	2,65		
Total	98,90	100,18		

1 Biotite.

2 Pélite: talc avec traces de biotite et montmorillonite.

(Analyses M. Doucet, 1970.)

1. Les clinopyroxènes

Dans les minettes, le clinopyroxène est rare, et il n'est qu'exceptionnellement abondant. La minette de Saint Héliér (35 A 1) et celle de Port Noirmont (61 A 11) sont parmi les dix roches décrites les seules qui contiennent beaucoup de pyroxène. Ces pyroxènes ont été analysés, et les résultats sont rapportés dans le Tableau 4, analyses 1 et 2. Les résultats de l'analyse du clinopyroxène de la minette de Saint Héliér montrent une teneur anormale en K₂O, sans doute due aux inclusions de phlogopite dont ce diopside n'a pu être complètement débarassé: les résultats doivent donc être considérés comme simplement indicatifs. Le clinopyroxène de la minette de Port Noirmont est également un diopside, relativement riche en fer ferrique.

Dans la minette de Ronez (38 A 5) on trouve, dans la pâte, de minuscules prismes d'un clinopyroxène vert émeraude dont les indices de réfraction (Ng = 1,785; Np = 1,746) correspondent à ceux de l'acmite.

En conclusion, le clinopyroxène appartient, en général dans les minettes, à la première génération de minéraux. Il montre souvent des signes d'instabilité, corrosions diverses, ou altérations partielles ou totales. Il peut aussi servir de

Tableau 4. *Analyses chimiques et formules structurales de deux clinopyroxènes et une amphibole de minettes*

	1	2	3		1	2		3
SiO ₂	49,01	50,22	50,21	Si	1,831	1,870	Si	7,730
Al ₂ O ₃	5,46	2,93	2,92	Al	0,169	0,128	Al	0,270
Fe ₂ O ₃	3,74	4,12	8,81	Fe ³⁺	—	0,002	Al	0,260
FeO	4,27	4,49	11,31	Al	0,071	—	Fe ³⁺	1,020
MgO	14,07	14,60	10,62	Fe ³⁺	0,105	0,113	Fe ²⁺	1,456
CaO	19,66	22,69	1,37	Fe ²⁺	0,133	0,140	Mg	2,436
Na ₂ O	1,19	0,34	8,97	Mg	0,783	0,810	Mn	0,020
K ₂ O	1,25	0,09	1,85	Ca	0,787	0,905	Ti	0,278
MnO	0,06	0,08	0,16	Mn	0,002	0,002	Ca	0,226
TiO ₂	0,75	0,88	2,41	Ti	0,021	0,123	Na	2,678
H ₂ O ⁺	0,40	0,30	1,73	Na	0,086	0,024	K	0,363
H ₂ O ⁻	0,24	0,13	0,35	K	0,059	0,004		
Total	100,10	100,87	100,71					

1 Clinopyroxène de la minette 355 A1, Saint Héliér, Jersey.

2 Clinopyroxène de la minette 61 A11, Port Noirmont, Guernesey.

3 Magnésio-Arfvedsonite de la minette 35 A1, Saint Héliér, Jersey.

(Analyses A. Nétillard et N. Vassard, 1969–1970.)

support à des croissances épitaxiques tardives d'acmite. Le diopside n'est pas un minéral essentiel des minettes, mais un minéral accessoire dont la présence et l'abondance sont liées à la composition globale du liquide originel. Il est le plus souvent instable en fin de cristallisation.

Rosenbusch signale de l'hypersthène altéré dans une minette de la Forêt Noire, mais d'après Wimmenauer (*Com. pers.*) tout laisse à penser qu'il s'agit, en fait, d'olivine altérée.

2. Les amphiboles

Les amphiboles cristallisent, dans la plupart des minettes, après les pyroxènes, après les olivines, et après la plus grande partie des biotites; leur composition varie donc de façon importante car elle reflète la composition globale de ce qui est déjà, à ce stade, une sorte de liquide résiduel. Elles ne sont pas fréquentes, et ne sont jamais abondantes. Dans certaines minettes des Vosges, on trouve parfois, en grains isolés, ou parmi les produits de transformation des olivines une amphibole incolore qui pourrait être une actinote magnésienne (Gagny, 1968). Les minettes ne contiennent pas, à ma connaissance, de hornblende verte, ou de hornblende brune. Elles contiennent parfois, cependant, des amphiboles colorées, alcalines, que nous examinerons maintenant.

L'amphibole de la minette de Sisco (Velde, 1967) est une richtérite potassique, amphibole non-alumineuse singulièrement riche en potassium. L'amphibole de la minette de Saint Héliér est différente et sa formule structurale correspond à celle d'une magnésioarfvedsonite; elle ne contient que peu de potassium.

Les amphiboles de ce type sont rares, et on ne les connaît que dans les roches alcalines, les lamprophyres hyperalcalins, et dans certains lamproïtes. Leur présence traduit le caractère hyperalcalin du liquide résiduel de certaines minettes:

Tableau 5. *Analyses chimiques partielles des feldspaths de quelques minettes*

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	61,36	64,02	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,77	17,26	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,31	1,59	—	—	—	—
FeO	0,59	0,26	—	—	—	—
Na ₂ O	3,03	0,97	3,47	2,77	2,42	1,60
K ₂ O	12,30	12,67	6,67	6,47	7,39	6,01
TiO ₂	—	1,06	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,28	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,26	—	—	—	—	—

- 1 Feldspath de la minette de Saint Héliér, 35 A1.
- 2 Microcline de la minette de Plogoff, Finistère.
- 3 Analyse partielle d'un mélange de feldspath et quartz, minette 7A6, Burke, Idaho.
- 4 Analyse partielle d'un mélange de feldspath et quartz, minette 25 A2, Tiefenstein, Allemagne.
- 5 Analyse partielle d'un mélange de feldspath et quartz, minette 2A4, Col des Croix, Vosges.
- 6 Analyse partielle d'un mélange de feldspath et quartz, minette 61-304, Dommartin, Nièvre.

dans le cas de la minette de Saint Héliér, la norme correspondant à l'analyse globale montre 10 % d'anorthite virtuelle, mais le dernier liquide à cristalliser, que l'on retrouve sous la forme de filonnets, comportait feldspath alcalin, acmite et magnésio-arfvedsonite, assemblage qui est aussi celui de la pâte de la minette.

3. *Les feldspaths alcalins*

Le feldspath alcalin peut présenter des formes variées: parfois il apparaît sous la forme de baguettes très limpides et bien formées, rarement maclées: c'est le cas des trois minettes de Jersey. Le plus souvent, cependant, la pâte est très finement cristallisée, et il est impossible d'y distinguer des cristaux mesurables.

Les feldspaths des deux minettes de Jersey (35 A1 et 38 A5) sont des feldspaths monocliniques qui contiennent une quantité notable de sodium (Tableau 5, analyse No. 1). La composition du feldspath 35 A1 déterminée par la position de la raie (201) correspond assez bien à celle obtenue par analyse chimique, et l'on peut penser, étant donnée l'analogie des diffractogrammes de R.X. que la composition du feldspath 38 A5 est très voisine de celle du feldspath 35 A1.

La minette 61-304 contient un feldspath homogène monoclinique à composition voisine de Or₇₀ (diffractogramme de R.X.) ou de Or₆₅ d'après les résultats de l'analyse chimique d'un lot de quartz et feldspath.

Les minettes 7A6, 2A4 et 25 A2 ont des feldspaths qui ne sont pas homogènes, et les diffractogrammes de R.X. montrent la présence d'une phase monoclinique riche en potassium et d'une phase triclinique. La lecture du Tableau 5 montre sans ambiguïté que les feldspaths à deux phases sont aussi ceux dont la composition globale révèle la plus forte teneur en sodium.

Le cas du microcline de la minette de Plogoff est plus complexe. Le microcline a été signalé dans d'autres minettes (de Marco, 1958), toujours dans des roches

pauvres en sodium. La composition chimique du feldspath de la minette de Plogoff ne montre que 0,97% de Na_2O , mais cependant les diffractogrammes de rayons X montrent la présence d'une phase sodique à côté d'un microcline à faible triclinicité. Il reste à voir comment on peut expliquer cette occurrence singulière d'un feldspath potassique triclinique dans une roche filonienne. Le filon de Plogoff montre des bords figés nets, et ce bord figé contient, comme la roche qui forme le centre du filon, un feldspath de type microcline. Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne paraît pas qu'un feldspath triclinique puisse précipiter à partir d'un liquide: on doit donc envisager l'hypothèse d'un ré-arrangement structural après la mise en place du filon. Si l'on se reporte aux travaux de Mackenzie (1954) on peut penser que ce ré-arrangement a été facilité par la composition du feldspath originel, particulièrement pauvre en sodium. Cette hypothèse est étayée par l'existence, dans le microcline, de macles très nettes qui, toujours selon Mackenzie, indiqueraient un changement structural. La haute teneur en fer montrée par l'analyse (Tableau 5, No. 2) traduit la présence de nombreuses inclusions, mais représente sans doute du fer originellement contenu dans le réseau du feldspath. Or l'on sait que les sanidines ferriques sont moins stables que les sanidines alumi-neuses: à 698°C et 2000 bars de pression d'eau, le microcline ferrique $\text{K FeSi}_3\text{O}_8$ est la phase stable par rapport à la sanidine ferrique, alors qu'à 525°C la sanidine est stable par rapport au microcline (Wones et Appleman, 1963). La présence de fer dans le réseau du feldspath originel aurait donc pu favoriser la transformation en microcline à une température encore relativement élevée.

Le feldspath de la minette de Sisco (Velde, 1967) est encore plus pauvre en sodium que celui de la minette de Plogoff, or il n'y a pas trace, à Sisco, de microcline. L'explication donnée au paragraphe précédent pourrait s'appliquer, puisque le feldspath de Sisco contient beaucoup moins de fer que celui de Plogoff. Mais on peut aussi invoquer une autre différence qui porte cette fois sur l'environnement géologique des deux filons. Cogné (1962) pensait en effet que le filon de Plogoff s'était mis en place dans une série granitique, encore à haute température: la température de l'encaissant aurait été suffisamment faible par rapport à celle du liquide pour permettre la formation de bords figés, mais suffisamment élevée pour favoriser le réarrangement structural du feldspath. A Sisco, au contraire, le sill affleure dans une série de schistes faiblement métamorphiques dont rien n'indique qu'elle aurait pu être à une température élevée au moment de la mise en place de la minette.

4. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires les plus habituels sont la pyrite, les carbonates (essentiellement la calcite) et l'apatite. Cette dernière espèce est toujours présente dans les minettes, parfois en très grande quantité, soit sous la forme d'aiguilles extrêmement fines, soit sous la forme de véritables phénocristaux.

Deux minéraux plus rares méritent d'être cités: le rutile est connu dans les lamproïtes, et je l'ai retrouvé sous le même aspect dans certaines minettes. Le spinelle, autre minéral accessoire fréquent dans les roches lamproïtiques, associé au phlogopite (minette de Saint Maurice dans les Vosges, collection Cambridge 80-624).

Tableau 6. *Analyses chimiques et normes C.I. P. W. des minettes étudiées*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	64,24	57,40	58,07	42,64	58,30	46,95	47,56	46,97	61,73	47,91
Al ₂ O ₃	14,04	12,65	14,24	10,30	14,10	13,05	15,04	15,08	13,33	12,46
Fe ₂ O ₃	1,66	1,53	2,05	2,71	0,80	5,15	2,30	3,34	2,44	5,21
FeO	2,44	3,58	4,42	5,13	1,90	4,48	4,68	6,10	2,58	3,25
MgO	4,45	6,20	5,80	11,60	2,80	5,75	8,06	8,95	5,28	12,46
CaO	1,07	3,50	2,12	8,98	4,15	8,80	6,28	3,81	1,86	5,48
Na ₂ O	1,73	2,06	2,33	1,37	0,60	1,86	2,24	1,28	1,40	0,91
K ₂ O	6,72	5,86	4,68	6,05	10,10	5,28	6,89	7,42	6,98	6,29
MnO	—	0,14	tr	0,95	—	tr	0,20	tr	0,07	tr
TiO ₂	1,28	1,58	1,06	1,45	3,00	1,51	1,74	1,00	1,14	1,28
P ₂ O ₅	0,82	1,14	0,79	0,61	2,55	0,35	0,28	0,22	0,18	0,14
CO ₂	—	0,58	—	2,78	—	3,03	—	—	—	0,31
H ₂ O ⁺	1,45	3,02	3,34	5,56	1,20	3,30	2,41	3,67	0,24	2,98
H ₂ O ⁻	0,60	0,65	0,50	0,32	0,35	0,68	2,08	0,27	0,61	1,61
Total	100,50	99,89	99,41	100,45	99,96	100,19	99,76	98,11	97,84	100,29
Q	21,16	9,38	13,30	—	9,57	—	—	—	15,03	—
Or	39,71	34,63	27,66	29,62	59,69	31,20	36,91	43,85	41,25	37,17
Ab	14,64	17,43	19,72	—	5,08	15,74	—	1,55	11,85	7,70
An	0,48	6,99	5,87	4,09	5,59	11,64	10,64	13,49	8,17	11,34
Ne	—	—	—	6,28	—	—	10,27	5,03	—	—
Lc	—	—	—	4,81	—	—	2,98	—	—	—
Di	—	—	—	15,34	—	8,47	14,98	3,29	—	10,16
En	11,08	15,44	14,45	—	6,97	8,59	—	—	13,15	0,43
Fs	1,00	2,96	4,67	—	—	0,89	—	—	0,97	—
Fo	—	—	—	16,09	—	1,49	9,95	14,78	—	18,15
Fa	—	—	—	4,02	—	0,17	2,29	4,96	—	—
Mt	2,41	2,22	2,97	3,93	—	7,47	3,33	4,84	3,54	6,76
He	—	—	—	—	0,80	—	—	—	—	0,54
Ru	—	—	—	—	0,89	—	—	—	—	—
Il	2,43	3,00	2,01	2,75	4,01	2,87	3,30	1,90	2,17	2,43
Ap	1,79	2,49	1,73	1,33	5,57	0,76	0,61	0,48	0,39	0,31
Cc	—	1,32	—	6,32	—	6,89	—	—	—	0,71
C	3,74	0,36	3,20	—	0,13	—	—	—	0,48	—

- 1 Minette 61-304, Dommartin, Nièvre.
 - 2 Minette 2A4, Col des Croix, Vosges.
 - 3 Minette 25A2, entre Albbloch et Tiefenstein, Allemagne.
 - 4 Minette 23A13, Wackenbach, près de Schirmeck, Bas Rhin.
 - 5 Minette de Plogoff, Finistère (*in* Cogné, 1962).
 - 6 Minette 7A6, Burke, Idaho, Etats Unis.
 - 7 Minette 35A1, Saint Hélier, Jersey.
 - 8 Minette 38A5, Ronez, Jersey.
 - 9 Minette 34A1, Trou du Diable, Jersey.
 - 10 Minette 61A11, Port Noirmont, Guernesey.
- (Analyses M. Couffon, A. Nétillard et N. Vassard, 1965-1970.)

Les enclaves des minettes

Comme la plupart des roches ignées les minettes contiennent des enclaves qui peuvent être rangées en deux grandes catégories, les enclaves enalogènes, et les enclaves qui peuvent être homéogènes, pour reprendre la terminologie de Lacroix (1893).



Fig. 3. Ancien cristal à forme hexagonale régulière remplacé par un mélange de spinelle (noir sur la photographie) des baguettes de corindon et quelques grains de rutile. — Minette de Lemail Cutting, Wadebridge (Cambridge No. 35 669). Lumière polarisée, $\times 18$. (cf. Smith, 1929)

1. Les enclaves homéogènes

Dans certaines minettes décrites par Smith (1917, 1929) de Dartmoor ou de Sedbergh, on trouve des associations de spinelle, corindon, rutile et mica blanc qui ont été interprétées comme des enclaves sédimentaires transformées. De fait, leur composition minéralogique qualitative n'est pas incompatible avec celle d'un résidu d'enclave schisteuse ayant subi une fusion partielle (voir par exemple Gribble et O'Hara, 1967). Il semble cependant difficile de s'arrêter à cette hypothèse lorsque l'on regarde ces associations complexes qui, quelle que soit leur provenance, montrent le même contour hexagonal régulier (Fig. 3). La plus grande partie de l'enclave est constituée par la juxtaposition de petits cristaux automorphes de spinelle verdâtre foncé, parmi lesquels sont régulièrement distribuées des baguettes de corindon bleuté. Au total il est tentant d'interpréter ces associations comme provenant de la transformation d'un minéral unique.

Les autres enclaves homéogènes des minettes sont généralement constituées, pour l'essentiel, de phlogopite auquel peut s'ajouter le spinelle, le diopside et le feldspath alcalin.

2. Les enclaves enallogènes et leurs transformations

Ces enclaves sont fréquentes dans les lamprophyres en général. Leur étude permet de mettre en évidence des transformations d'une intensité modeste, mais non négligeable, toujours bien inférieure cependant à celles que l'on peut observer sur

des enclaves de laves basaltiques: l'enclave de quartzite à disthène de Backside Beck, décrite par Smith (1929), mais que j'ai pu re-examiner, est à ce titre symptomatique, puisque ce minéral est remplacé par de la kaolinite, et non pas par de la sillimanite, produit de transformation banal du disthène dans un basalte (voir par exemple Frechen, 1962).

La structure des minettes: Remarques sur la structure globuleuse

La structure habituelle des minettes est microgrenue porphyrique, les minéraux ferro-magnésiens constituant les seuls phénocristaux. Mais de nombreux lamprophyres montrent une structure globuleuse: l'adjectif est repris ici pour qualifier une structure déterminée par la présence de globules le plus souvent clairs, enveloppés dans une matrice presque toujours plus foncée. Delesse (1856) semble l'avoir utilisé le premier dans son mémoire sur la minette: je l'utiliserai dans ce qui suit. Cette structure est parfaitement évidente à l'oeil nu (Fig. 4), parfois moins nette, mais toujours visible au microscope (Fig. 5).

1. Roches dans lesquelles une telle structure existe

Cette structure a été abondamment signalée par les anciens auteurs, et il ne saurait être question de citer tous ceux qui l'ont mentionnée. Contrairement à l'opinion exprimée par Carstens (1964) en effet, elle est commune dans les roches potassiques, et n'est pas restreinte aux roches sodiques. En dehors des minettes, une structure similaire est visible dans certaines kersantites, des vogèsites, des monchiquites et des lamproïtes.

2. Description de ces faciès

Ces roches se distinguent aisément sur l'affleurement. Lorsque cette structure existe au sein d'un filon, les zones proches des épontes montrent le plus souvent de très petits globules. Il arrive cependant qu'un filon à structure globuleuse montre une structure équante au niveau de ses épontes: c'est le cas d'un filon de minette de la Grève au Lançon, à Jersey, et un exemple analogue est donné par Reynolds dans une vogésite (1931).

La mise en évidence de ces structures est en général facilitée par la coloration au cobaltinitrite de sodium: dans les minettes, les globules se colorent nettement en jaune, alors que la matrice se colore moins intensément. Il semblerait donc, au vu de ce test, que les globules soient plus riches en feldspath potassique que la matrice.

3. Etude chimique

J'ai utilisé, pour cette étude, l'échantillon 25A5, prélevé dans le même filon que l'échantillon 25A2, étudié ci-dessus. La roche a été broyée grossièrement, et les petits fragments séparés à l'oeil nu: une telle séparation ne saurait être considérée comme parfaite, mais elle doit toutefois permettre d'indiquer le sens général des différences de composition entre globules et matrice. Les résultats des analyses chimiques sont donnés dans le Tableau 7.

La lecture de ces analyses montre quelques différences importantes et significatives — et quelques anomalies qui s'expliquent par le mode de séparation

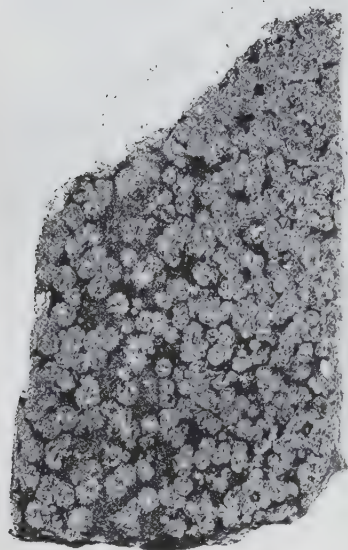


Fig. 4

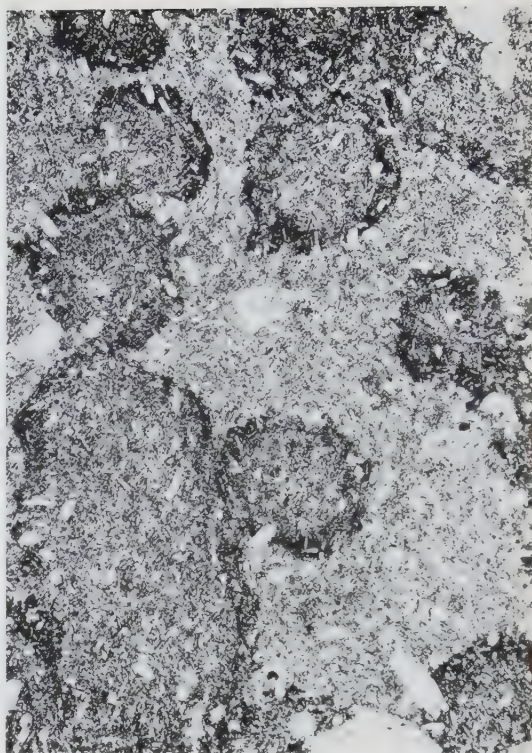


Fig. 5

Fig. 4. Surface polie de la minette 25 A 5. Petits globules claires dans une matrice sombre, riche en chlorites. Entre Albluch et Tiefenstein, Allemagne. $\times 0.90$

Fig. 5. Minette de Port Noirmont, Guernesey. Les globules colorés par des oxydes et hydroxydes de fer apparaissent sombres; ils sont cernés d'une zone où cette coloration est plus intense encore. Lumière polarisée. $\times 22$

utilisé. En effet, l'analyse de la roche totale correspond à un mélange de globules et de matrice, les globules prédominant largement sur la matrice. Mais le broyage a éliminé la calcite, et la sélection a éliminé tous les fragments contenant des phénocristaux de biotite visibles à l'oeil nu — ce qui explique, par exemple, que la teneur en alumine de la roche totale soit supérieure aux teneurs en alumine des globules et de la matrice.

Les différences portent sur plusieurs éléments; les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O et K_2O de la matrice sont plus faibles que les teneurs correspondantes des globules. Les teneurs en fer total sont approximativement les mêmes, mais la matrice est plus pauvre en fer ferrique que les globules. Enfin, la matrice est plus riche en eau, et ses teneurs en magnésium sont à peu près double de la teneur en magnésium des globules.

Ces différences sont importantes et elles apparaissent bien à la lecture des normes C.I.P.W. correspondant aux deux fractions. Ces différences vont dans le

Tableau 7. *Minette à structure globuleuse de Tiefenstein : Analyses chimiques et normes C. I. P. W. de la roche totale, des globules et de la matrice*

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	57,07	58,47	53,88	Q	11,30	11,23	12,17
Al ₂ O ₃	14,86	13,58	12,29	Or	35,10	35,87	22,99
Fe ₂ O ₃	1,13	2,39	1,78	Ab	10,58	16,59	8,29
FeO	5,10	4,74	6,46	An	6,38	0,64	1,54
MgO	6,71	6,81	11,41	En	16,71	16,96	28,42
CaO	1,44	0,26	0,44	Fs	6,60	4,78	7,57
Na ₂ O	1,25	1,96	0,98	Mt	1,64	3,47	2,58
K ₂ O	5,94	6,07	3,89	Il	2,28	2,41	3,42
MnO	0,08	0,08	0,08	Ap	0,28	0,24	0,24
TiO ₂	1,20	1,27	1,80	C	4,04	3,55	5,90
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,11				
CO ₂	tr	—	—				
H ₂ O ⁺	3,17	2,91	4,50				
H ₂ O ⁻	0,55	0,64	0,98				
Total	98,63	99,29	98,60				

- 1 Minette à structure globuleuse, 25 A 5.
 - 2 Globules dans la minette 25 A 5.
 - 3 Matrice sombre dans la minette 25 A 5.
- (Analyses A. Nétillard, 1968.)

même sens que celles mises en évidence par Carstens (1964) pour une vogèsite de Songvaar. Trop peu d'exemples ont encore été étudiés pour qu'il soit possible de tirer des conclusions générales. Il semble bien cependant que, dans ces roches, une matrice riche en magnésium et eau, entoure des globules riches en sodium et potassium.

4. *Essai d'interprétation de ces structures*

Il est difficile, une fois confronté avec des structures de ce type, de ne pas invoquer l'hypothèse la plus immédiate, mais aussi la plus difficile à étayer, c'est à dire l'immiscibilité de deux liquides. On sait en effet que l'existence de ce phénomène, connu dans certains systèmes silicatés étudiés expérimentalement, n'a jamais été mis en évidence avec certitude dans des roches. La fameuse polémique dans laquelle avaient été entraînés Greig et Bowen n'y est vraisemblablement pas étrangère, mais il faut noter qu'à cette époque les seuls exemples connus d'immiscibilité à l'état liquide l'étaient pour des mélanges de composition très particulière, dans lesquels la coexistence des deux phases liquides n'existait qu'à des températures élevées. Depuis, des cas d'immiscibilité à l'état liquide ont été découverts dans des systèmes plus complexes, immiscibilités qui persistent à des températures beaucoup plus basses, et intéressent des compositions plus proches de celles des milieux naturels (Roedder, 1950). Signalons aussi que ces dernières années ce phénomène a été invoqué par divers auteurs (Drever, 1960 ; Steiner, 1960 ; Carstens, 1964) pour expliquer la structure de roches de natures variées allant des picrites aux rhyolites, et par Philpotts et Hodgson (1968) pour expliquer celle de certains lamprophyres.

Tableau 8. *Compositions chimiques et normes C.I.P.W. de trois minettes à structure globuleuse*

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	61,15	55,65	55,88	Q	11,14	12,75	3,57
Al ₂ O ₃	11,77	13,27	14,21	Or	47,99	31,03	40,54
Fe ₂ O ₃	1,75	3,00	3,82	Ab	9,39	17,69	20,65
FeO	3,25	3,42	4,20	An	3,15	1,86	5,01
MgO	5,91	5,97	5,80	Di	3,72	—	—
CaO	2,14	3,90	1,26	En	13,24	14,87	14,45
Na ₂ O	1,11	2,09	2,44	Fs	2,55	2,07	2,30
K ₂ O	8,12	5,25	6,86	Mt	2,54	4,35	5,54
MnO	—	0,08	0,12	Il	1,94	2,17	2,85
TiO ₂	1,02	1,14	1,50	Ap	1,03	2,03	0,46
P ₂ O ₅	0,47	0,93	0,21	Cc	—	4,32	—
CO ₂	—	1,90	—	C	—	3,47	0,93
H ₂ O ⁺	2,42	3,41	2,39				
H ₂ O ⁻	0,51	0,30	0,72				
Total	99,62	100,31	99,41				

1 Minette à structure globuleuse, Rochesson, Vosges (Analyse M. Couffon, 1967).

2 Minette à structure globuleuse, Bois du Beutey, Haute Saône (*in* M. Denise et J. Thiébaud, 1963).

3 Minette à structure globuleuse de la Grève au Lançon, Jersey (Analyse A. Nétillard, 1968).

Dans le cas des minettes, la composition des globules et de la matrice est différente, et les globules ne montrent généralement pas la moindre trace d'une répartition ordonnée des feldspaths qui les composent. La répartition des phénocristaux, biotite ou olivine altérée, est indifférente à la structure de la roche: les seules différences nettes, dans une roche à grain très fin, portent sur la présence de feldspath dans les globules, l'abondance de petits cristaux de biotite dans la matrice, où ils coexistent semble-t-il avec de grandes quantités de chlorite interstitielle.

J'ai rassemblé dans le Tableau 8 les compositions et les normes C.I.P.W. des minettes à structure globuleuse dont je dispose: ces analyses sont voisines. D'après ce tableau la composition type d'une minette à structure globuleuse serait celle d'une minette riche en quartz et en biotite, souvent relativement pauvre en sodium.

L'immiscibilité de deux liquides est connue dans le système leucite-fayalite-silice (Roedder, 1950) et il existe d'après cet auteur, un volume dans lequel ce phénomène persiste dans le système quaternaire K₂O—SiO₂—Al₂O₃—FeO. Roedder signale, en effet, que des expériences préliminaires ont montré que ce volume s'étendait au delà du plan leucite-fayalite-silice, mais, par contre, n'existait pas dans le plan Al₂O₃—FeO—SiO₂. Dans le système leucite-silice-forstérite-H₂O il n'existe aucun domaine où l'on ait trouvé la coexistence de deux liquides. Il est par conséquent difficile de l'invoquer pour expliquer la structure d'une roche naturelle qui représente toujours un système beaucoup plus complexe qu'un système ternaire. Il n'en reste pas moins que certaines minettes, ainsi que d'autres roches du groupe des lamprophyres, montrent une structure globuleuse qui

pourrait s'expliquer commodément en admettant que vers la fin de la cristallisation c'est à dire après l'apparition des phénocristaux, le liquide se scinde en deux liquides immiscibles, l'un riche en eau et magnésium, et pauvre en alcalins, par rapport à l'autre.

Les roches à caractères de lamprophyres en bordure des massifs ou filons de microgranite

Le fait que des roches à faciès de lamprophyre existent en bordure de massifs ou filons de roches à composition de microgranite est bien connu (Jung, 1928; Zavaritski, 1955; Kramer, 1966). Je rappellerai ici quelques exemples.

1. Le massif de Saint Bresson (Haute Saône)

Une roche lamprophyrique forme un faciès de bordure, apparemment discontinu, de ce petit massif de microgranite (Guintrand et al., 1963): l'extension de ce faciès est variable, mais reste généralement de l'ordre du mètre.

Tableau 9. Quelques données sur le massif microgranitique de Saint Bresson, Haute Saône

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	65,80	64,30	37,60	Q	19,55	15,04	Si 2,779
Al ₂ O ₃	14,50	12,63	15,00	Or	40,78	38,77	Al 1,221
Fe ₂ O ₃	1,53	1,03	2,05	Ab	20,99	23,02	—
FeO	2,30	2,65	12,80	An	3,47	2,88	Al 0,086
MgO	2,14	3,36	14,40	Di	—	2,77	Fe ⁺³ 0,114
CaO	1,53	2,45	0,63	En	5,33	7,39	Fe ⁺² 0,791
Na ₂ O	2,48	2,72	0,45	Fs	1,60	2,59	Mg 1,586
K ₂ O	6,90	6,56	8,42	Mt	2,22	1,49	Mn 0,008
MnO	0,04	0,13	0,13	Il	1,65	1,52	Ti 0,222
TiO ₂	0,87	0,80	4,00	Ap	1,53	1,53	Ca 0,050
P ₂ O ₅	0,70	0,70	tr	Cc	—	0,61	Na 0,064
CO ₂	—	0,27	—	C	1,68	—	K 0,794
H ₂ O ⁺	1,00	1,58	3,10				
H ₂ O ⁻	0,26	0,34	0,20				
Total	100,05	99,52	98,88				

1 Faciès de bordure à aspect de lamprophyre, Saint Bresson (Analyse nouvelle, P. Blot, 1965).

2 Microgranite de Saint Bresson (*in* Guintrand et al., 1963).

3 Biotite du faciès de bordure (Analyse nouvelle P. Blot, 1965).

La roche lamprophyrique montre des cristaux d'olivine altérée et de biotite disséminés dans une pâte crypto-cristalline faite de quartz et de feldspath. A mesure que l'on s'éloigne du contact, la roche se charge progressivement en phénocristaux de feldspath et passe insensiblement, mais rapidement, au microgranite, à phénocristaux de feldspath alcalin, oligoclase et biotite chloritisée. Le Tableau 9 donne les compositions chimiques du faciès de bordure et du microgranite: il suffit de lire ces analyses pour voir les similitudes qui existent entre ces deux roches, qui ne sont que deux faciès hétéromorphes d'une même composition.

Tableau 10. *Analyses chimiques et normes C.I.P.W. de trois microgranites des Vosges*

	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	62,00	60,30	62,00	Q	8,28	5,33	6,69
Al ₂ O ₃	14,15	14,45	12,50	Or	41,96	46,10	41,66
Fe ₂ O ₃	1,00	0,85	1,03	Ab	21,58	18,19	22,42
FeO	3,55	4,65	3,13	An	6,20	6,74	1,39
MgO	4,25	4,35	5,70	Di	2,79	1,60	8,52
CaO	2,60	2,55	3,33	En	9,63	10,34	10,91
Na ₂ O	2,55	2,15	2,65	Fs	3,90	5,84	2,53
K ₂ O	7,10	7,80	7,05	Mt	1,45	1,23	1,49
MnO	0,09	0,10	0,04	Il	1,80	2,18	1,94
TiO ₂	0,95	1,15	1,02	Ap	1,20	1,46	1,64
P ₂ O ₅	0,55	0,67	0,75				
P. au feu	1,00	0,90	—				
H ₂ O ⁺	—	—	1,05				
H ₂ O ⁻	—	—	0,20				
Total	99,79	99,92	100,47				

1 Microgranite à pyroxène, Col de Grosse Pierre.

2 Microgranite à pyroxène, Col de Grosse Pierre.

3 Microgranite lamprophyrique, Bois des Bioquets.
(in C. Gagny, 1968.)

2. Les microgranites basiques des Vosges

Gagny (1968) a décrit un grand nombre de filons de microgranite qui montrent, dans une zone de puissance variable, au contact de l'encaissant, une roche à caractère lamprophyrique. Le granite des Crêtes, lui-même, montre ces caractères lamprophyriques sur 20 cm environ, à son contact avec la série sédimentaire viséenne. Un microgranite à pyroxène qui forme dans le granite un filon large d'une vingtaine de mètres, montre sur une dizaine de centimètres une roche sombre dans laquelle on peut reconnaître d'anciennes olivines transformées. Un filon de microgranite à amphibole, d'une puissance de 10 à 20 mètres, intrusif dans des schistes sédimentaires, montre également, sur quelques centimètres, un faciès lamprophyrique net.

Ces diverses roches ont, comme le montre le Tableau 10, des compositions chimiques voisines.

On peut donc conclure en disant que, pour certaines compositions, on peut avoir deux faciès hétéromorphes: l'un, microgranite à phénocristaux de feldspath et de minéraux colorés; l'autre lamprophyrique, qui ne comporte pas de phénocristaux de feldspaths, mais par contre de l'olivine. Dans les microgranites des Vosges, le faciès lamprophyrique correspond à une bordure figée, ou à une roche figée.

La cristallisation des minettes: analyse du faciès lamprophyrique

Les lamprophyres ont été définis par Gümbel (1879) comme des roches brillantes, riches en mica noir. Ce caractère, bien visible sur l'échantillon, reste la singularité principale de tous les lamprophyres micacés. Les lamprophyres ne contiennent pas de phénocristaux de quartz ni de feldspaths; un élément constant de ces roches, enfin, est la présence d'anciens périclites altérés.

Tableau 11. *Composition minéralogique du microgranite de Saint Bresson et de son faciès de bordure «lamprophyrique»*

«Lamprophyre» Microgranite		
Phénocristaux	olivine biotite	— biotite oligoclase orthose
Pâte	biotite feldspaths quartz calcite altération de l'olivine	-- feldspaths quartz — altération de la biotite

L'analyse de ce faciès lamprophyrique peut être faite dans le cas de roches à composition de microgranites, susceptibles de cristalliser sous deux faciès hétéromorphes: le Tableau 11 représente la composition comparée des deux faciès, lamprophyrique et microgranite, de Saint Bresson. Les différences qui sont ainsi mises en évidence s'expliquent si l'on considère qu'au moment de la mise en place seuls existaient dans le liquide l'olivine et quelques phénocristaux de biotite: les différences de composition minéralogique traduisent la cristallisation plus lente de l'ensemble du massif.

Si l'on envisage maintenant la cristallisation des minettes en général, on peut établir une séquence de ce type: cette cristallisation commence dans tous les cas, par l'apparition d'olivine. Ensuite, dans la séquence la plus complète apparaissent les phénocristaux de phlogopite, en deux générations. Dans certaines minettes, comme celle de Saint Hélier, un diopside cristallise après l'olivine, mais sans doute avant le phlogopite. Après l'intrusion apparaissent les petits micas très colorés de la pâte, la zone externe des grands phénocristaux et un mélange de quartz et de feldspath alcalin. Dans les roches très alcalines cristallisent alors l'aegirine et une amphibole non alumineuse. La teneur en quartz de la pâte est fonction de la composition globale, mais le quartz est presque toujours présent dans les minettes. L'olivine, instable, est finalement remplacée par des minéraux de basse température (Velde, 1968b).

Les minettes sont donc des roches figées dont les phénocristaux ont été, pour leur plus grande part, formés dans une phase intra-tellurique, et ont été conservés du fait des conditions très particulières dans lesquelles ces roches ont cristallisé. Il n'est donc pas possible d'envisager le mode de gisement des lamprophyres autrement que sous la forme de filons étroits, intrusifs dans une série à température basse.

Comparaison avec les systèmes expérimentaux

La comparaison entre ce que l'on peut déduire de l'étude pétrographique des minettes et les résultats obtenus par Luth (1967) pour le système leucite-forstérite-

silice-eau a été faite à propos de la minette de Sisco qui ne contenait que très peu de fer et de sodium et ne s'éloignait du système expérimental que par son caractère hyperalcalin et la présence de richtérite et de pridèrite (Velde, 1968a). Ces comparaisons sont plus délicates à faire pour les minettes en général: en conséquence, les températures et pressions qui sont données ne sauraient être que des ordres de grandeur, ou mieux des limites supérieures.

La cristallisation des minettes peut donc être résumée comme suit: à la profondeur (au minimum 2 km) à laquelle peut commencer de cristalliser l'assemblage familial, le point représentant la composition des minettes dans le plan P—T se trouve dans le champ de stabilité des olivines. Leur composition chimique globale est telle que ceci ne peut donner une limite sur la profondeur à laquelle débute ce phénomène. L'olivine cristallise donc et le point représentant la composition du liquide dans le plan forstérite-leucite-silice s'éloigne du pôle forstérite, et atteint la limite du champ de stabilité du phlogopite. La cristallisation de l'olivine puis du phlogopite peuvent en effet s'effectuer à pression constante. Le phlogopite cristallise alors, mais dans les minettes, on ne trouve pratiquement pas de signes indiquant une réaction entre l'olivine et le liquide pour donner du phlogopite. On peut donc penser que dès ce stade l'équilibre n'est pas maintenu, et que tout se passe comme si le point représentant la composition du liquide traversait le champ de stabilité du phlogopite. Le liquide atteindrait alors la courbe représentant la réaction $\text{Ph} + \text{Or} + \text{Q} + \text{V} \rightleftharpoons \text{Liquide}$, courbe univariante dans le système expérimental. Dans certains cas, il semble au contraire que la cristallisation se poursuive le long de la courbe, en précipitant $\text{Or} + \text{Ph}$ jusqu'au minimum $\text{Q} + \text{Or} + \text{Ph}$. Le liquide se fige à ce stade et une caractéristique des lamprophyres est de ne montrer aucune réaction relevant du domaine du sub-solidus. Il rest à voir maintenant l'origine des liquides à partir desquels cristalliseront des roches à composition minéralogique de minettes.

L'origine des minettes

Toute tentative d'explication de l'origine des minettes doit tenir compte de la situation géologique de ces roches. La plupart des minettes forment des filons étroits qui recoupent les massifs plutoniques granitiques ou granodioritiques. A l'intérieur de ces massifs, les minettes recoupent pegmatites et aplites, c'est à dire les roches appartenant au «système résiduel de la petrogenèse» et sont généralement les dernières manifestations éruptives d'un cycle orogénique donné. Parfois, elles recoupent des séries sédimentaires ou métamorphiques, et sont postérieures aux derniers épisodes tectoniques.

Piwońskii et Wyllie (1968) ont publié les résultats d'expériences effectuées sur des roches provenant d'un batholite composite. Ces auteurs se sont attachés à déterminer la séquence de fusion de roches de compositions diverses, allant des granodiorites aux tonalites presque dépourvues de feldspath potassique. Les résultats obtenus sont les suivants: la première phase qui disparaît, à 10° C environ au-dessus du solidus est le feldspath potassique, suivi à un intervalle de 30° C environ par le quartz. Lorsque la roche est une tonalite, le quartz forme seul le premier liquide. A une température plus élevée, la biotite disparaît à son tour, l'importance de l'intervalle entre la courbe de fusion du quartz et celle représentant

la fusion de la biotite variant largement en fonction de la pression totale. Le plagioclase et la hornblende constituent un assemblage refractaire qui ne disparaît dans le liquide qu'à des températures bien plus élevées.

Des expériences de ce type sont difficiles à interpréter, et leur application est délicate. Dans le cas de celles qui viennent d'être résumées, la pression de vapeur d'eau a été égale à la pression totale, et la pression partielle de l'oxygène n'a pas été contrôlée. Or ces deux facteurs sont importants, et susceptibles en variant d'affecter les limites supérieures de stabilité de minéraux comme la biotite ou la hornblende.

L'intérêt de ces expériences n'en reste pas moins évident, puisque les trois premières phases entrant dans la composition du liquide sont celles qui forment une minette typique. Mais voyons de plus près la composition du liquide formé par fusion partielle des roches granodioritiques. La composition du feldspath potassique originel est donnée comme $Or_{85,5}$ à Or_{83} . Dans une roche de ce type subissant une fusion partielle, le feldspath potassique entrant dans la composition du liquide ne contient par conséquent que très peu d'albite en solution solide. La composition normative approchée du liquide formé serait, en utilisant les données de Piwinskii et Wyllie, de 52% à 61% de quartz, 0% à 34% de feldspath potassique, et 12 à 48% de biotite. Ces auteurs ne donnent aucune précision sur le mode de fusion de la biotite: il se pourrait que cette fusion ne soit pas simple: la biotite d'une granodiorite peut être riche en fer, et pourrait, avant qu'il n'y ait fusion, participer à une réaction de type:

$Biotite + O_2 \rightleftharpoons Feldspath \text{ potassique} + phlogopite + oxydes \text{ de fer}$, le feldspath potassique, et à plus haute température, le phlogopite entrant dans la composition du liquide, les oxydes de fer restant dans le résidu solide. Les tableaux des résultats expérimentaux montrent qu'en fait le résidu refractaire a une teneur en oxydes supérieure à celle de la roche initiale, ce qui appuierait l'hypothèse que nous venons de faire. Ce phénomène, s'il est réel, pourrait alors expliquer la faible teneur en fer des minettes — point qu'il est nécessaire d'élucider avant de pouvoir comprendre l'origine des minettes par fusion partielle de roches basiques.

Cette application des résultats de Piwinskii et Wyllie pourrait donc rendre compte de l'origine de certaines minettes. Elle permet aussi de rendre compte de la présence dans certaines minettes de fortes concentrations de chrome, élément présent dans le réseau de nombreux micas.

Le Tableau 12 montre les analyses des minettes étudiées, recalculées en phlogopite et biotite ferreuse (respectivement Ph et Bi), le reste de l'analyse étant ensuite calculé en respectant les règles de la norme C.I.P.W. Ce calcul montre que la plupart des minettes ont une forte teneur en Bi + Ph, et que cette teneur est limitée par les pourcentages de Mg et Fe^{2+} de l'analyse: par ailleurs le pourcentage de quartz de ces diverses roches apparaît alors important.

Les minettes riches en diopside (Guenesey, Jersey) restent alors les seules, dont la genèse soit particulièrement difficile à expliquer. Il est tentant, alors, d'adapter la nature de la roche initiale, subissant la fusion partielle, ou de changer les conditions dans lesquelles se produit cette fusion, pour obtenir un résultat compatible avec la composition des roches filoniennes. On peut alors proposer la fusion de roches plus basiques, à des niveaux plus profonds, et on rejoint alors les hypothèses

Tableau 12. Normes de minettes du Tableau 6: deux molécules, l'une correspondant à un phlogopite anhydre, l'autre à une biotite ferreuse anhydre, ont été calculées avant les minéraux normatifs habituels

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q	28,25	19,97	24,07	5,58	13,74	8,56	—	4,41	23,34	10,82
Or	27,81	17,39	9,83	2,87	53,24	13,94	17,88	16,53	27,00	5,78
Ab	14,64	17,43	19,72	11,59	5,08	15,74	17,84	10,83	11,85	7,70
An	0,48	6,99	5,87	4,09	5,59	11,67	10,64	13,49	8,17	11,34
Ne	—	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—
Wo	—	—	—	8,05	—	4,49	7,88	1,72	—	5,45
Ph	14,69	20,47	19,15	38,30	9,24	18,99	26,61	29,55	17,43	41,14
Bi	2,95	5,27	7,94	10,97	—	7,15	7,60	11,92	3,73	4,81
He	1,66	1,53	2,05	2,71	0,80	5,15	2,30	3,34	2,44	5,21
Ru	—	—	—	—	0,76	—	—	—	—	—
Il	2,43	3,00	2,01	2,75	4,25	2,87	3,30	1,90	2,17	2,43
Ap	1,79	2,49	1,73	1,33	5,57	0,76	0,61	0,48	0,39	0,31
Cc	—	1,32	—	6,32	—	6,89	—	—	—	0,71
C	3,74	0,36	3,20	—	0,13	—	—	—	0,48	—

proposées pour expliquer la genèse des lamproïtes (voir, par exemple Velde, 1969 a). Certaines minettes semblent en effet liées dans l'espace et dans la temps à des basaltes alcalins et des trachybasaltes. Dans le cas des minettes des îles anglo-normandes, les basaltes potassiques les plus proches sont ceux que l'on trouve parmi les laves permienues du Devon, eux mêmes associés à de véritables lamproïtes particulièrement le lamproïte à analcime de Holmead Farm, près d'Exeter (Velde, sous presse). Si ces roches appartenaient bien à la même province volcanique, elles formeraient une association très comparable à celle que l'on connaît au Nouveau Mexique (Williams, 1936).

En conclusion, les lamprophyres de type minette peuvent avoir l'une des trois origines suivantes:

— Faciès lamprophyriques en bordures de petits massifs de roches à composition de microgranite (ou granite) basique: le faciès lamprophyrique est alors une roche figée, dont l'origine est la même que celle de la roche qu'elle borde. Le lamprophyre peut former un petit filon, mais sa composition reste voisine de celle d'un microgranite. Son origine se ramène à celle du granite ou microgranite apparenté, et il provient sans doute de fusion partielle de roches basiques dans une zone profonde de l'écorce.

— les minettes pourraient résulter de la fusion partielle de roches basiques contenant du feldspath alcalin potassique et de la biotite, peut être du quartz — ces roches allant des granodiorites aux gabbros micaeés. Cette fusion pourrait se produire à des températures élevées, dans une zone profonde de l'écorce.

— certaines minettes rappellent la composition des lamproïtes, et sont parfois associées à des trachybasaltes. Elles auraient alors une origine analogue à celle des trachybasaltes, mais proviendraient de la fusion partielle de niveaux à composition légèrement différente.

Résumé

La description des minettes est basée sur l'étude détaillée de dix filons provenant de diverses provinces de France, d'Allemagne, des îles anglo-normandes et des Etats Unis. Leur situation géologique, âges et conditions de gisement, est aussi variée que l'est leur provenance, mais toutes forment des filons qui recoupent des terrains plus anciens. Leur étude pétrographique comporte 28 analyses nouvelles, dont 12 analyses de minéraux autres que des micas. L'étude de leur cristallisation est abordée par référence aux portions connues du système $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O$ (Luth, 1967), qui montrent que pour la plupart des compositions, la cristallisation débutera effectivement par la précipitation d'olivine, suivie par une biotite magnésienne, pour se terminer, à une température plus faible, par la cristallisation de la pâte quartzo-feldspathique.

Une mention particulière est faite de deux types de minettes, les minettes alcalines (à magnésio-arfvedsonite, ou acmite) d'une part, d'autre part les minettes à structure globuleuse dont la structure singulière pourrait être due à l'immiscibilité de deux liquides.

L'origine des minettes est enfin considérée, en tenant compte à la fois de leur situation géologique et de ce qui a été établi de leur composition. L'origine des minettes banales, dont la composition n'est que peu éloignée de celle de certaines granodiorites par exemple, peut être expliquée par la fusion partielle dans les zones profondes de la croûte terrestre de roches basiques contenant une certaine proportion de quartz, feldspath alcalin et biotite, hypothèse qui s'appuie sur les travaux expérimentaux de Piwinski et Wyllie (1968). L'origine des minettes riches en diopside, ou à tendance hyperalcaline, doit sans doute être recherchée dans la fusion partielle, dans des zones plus profondes encore, de roches à composition de pyroxénites à phlogopite, par exemple.

De nombreux chercheurs m'ont communiqué des échantillons de minette qui m'ont été très utiles au cours de la préparation de ce travail. Parmi eux, je citerai : S. O. Agrell, D. K. Bailey, A. C. Bishop, H. Carstens, J. Cogné, C. Gagny, J. Kirkaldy, G. Lucas, A. Sorensen, J. Thiébaud et W. Wimmenauer.

Je tiens à remercier F. Chayes, J. Ravier et W. Wimmenauer qui ont bien voulu lire une première version de ce manuscrit.

Références

- Bowen, N. L.: Concerning "Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario". *J. Geol.* **24**, 71—73 (1926).
- Carstens, H.: On the variolitic structure in lamprophyres. *Norg. Geol. Undersokelse* **223**, 26—42 (1964).
- Cogné, J.: La sizunite (Cap Sizun, Finistère) et le problème de l'origine des lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. France* **4**, 141—156 (1962).
- Delesse, A.: Mémoire sur la minette. *Ann. Mines* **10**, 317—379 (1856).
- Denise, M., Thiébaud, J.: Les roches éruptives de la haute vallée de l'Ognon, entre Mélisay et Ternuay. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.* **17**, 143—156 (1963).
- Drever, H. I.: Immiscibility in the peritic intrusion at Igdlorsuit, West Greenland. Report of the 21st Session, Internat. Geol. Congr., Copenhagen, XIII, 47—58 (1960).
- Frechen, J.: Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel. 151 S. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 1962.
- Gagny, C.: Petrogénèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales, France. Thèse, Nantes, 546 p. (1968).

- Greig, J. W.: On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate Point, Ontario. *Am. J. Sci.* **15**, 375—402 (1928).
- Gribble, C. D., O'Hara, M. J.: Interaction of basic magma with pelitic materials. *Nature* **214**, 1198—1201 (1967).
- Guintrand, Y., Métais, D., Thiébaud, J.: Sur une roche de nature lamprophyrique dans la région de Saint Bresson (Haute Saône). *Bull. Soc. Geol. France* **5**, 16—19 (1963).
- Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 698 S. Gotha: Verlag von Justus Perthes 1879.
- Holmes, A.: The nomenclature of petrology. 284 p. London: Thomas Murby and Co. 1920.
- Johannsen, A.: A descriptive petrography of the igneous rocks, 4 volumes. Chicago: Chicago Univ. Press 1939.
- Jung, J.: Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. Mémoire du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine **2**, 481 p. (1928).
- Knopf, A.: Igneous géology of the Spanish peaks region, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Am.* **47**, 1727—1784 (1936).
- Kramer, W.: Ein gemischter Quarzporphyr-Lamprophyrgang bei Brand-Erbisdorf Südlich Freiberg (Sa.) und seine Einschlüsse. *Geologie* **15**, 1033—1041 (1966).
- Lacroix, A.: Les enclaves des roches volcaniques. 710 p. Mâcon: Protat Frères 1893.
- Luth, W. C.: Studies in the system $\text{KAlSiO}_4\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. I-phase relations and petrologic applications. *J. Petrol.* **8**, 372—416 (1967).
- Mackenzie, W. S.: The orthoclase-microcline inversion. *Mineral. Mag.* **30**, 354—366 (1954).
- Marco, L. de: Su alcuni filoni lamprofirici radioattivi dal complesso Sesia-Lanzo. *Studi Ric. Div. Geomineraria* **1**, 3—30 (1958).
- Métais, D., Chayes, F.: Varieties of lamprophyres. *Carnegie Inst. Wash. Year Bk.* **62**, 156—157 (1963).
- Philpotts, A. R., Hodgson, C. J.: Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. XXIIIrd Intern. Geol. Congr. Proc. Section **2**, 175—188 (1968).
- Piwinskii, A. J., Wyllie, P. J.: Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.* **76**, 205—234 (1968).
- Reynolds, D. L.: The dykes of the Ards Peninsula, Co. Down. *Geol. Mag.* **68**, 97—111, 145—165 (1931).
- Roedder, E.: Low-temperature liquid immiscibility in the system $\text{K}_2\text{O—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. *Am. Mineralogist* **36**, 512—517 (1951).
- Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. 596 S. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch) 1877.
- Elemente der Gesteinslehre von Dr. A. Osann. 779 S. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 1923.
- Smith, H. G.: The Lurgacombe Mill Lamprophyre and its inclusions. *Quat. J. Geol. Soc. London* **72**, 77—83 (1917).
- Some features of cornish lamprophyres. *Proc. Geol. Assoc.* **40**, 260—268 (1929).
- Steiner, A.: Origin of ignimbrites of the North island, New Zealand: a new petrogenetic concept. New Zealand, Dep. Sci. Ind. Res., Geol. Survey Bull. **68**, 42 p. (1960).
- Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin: Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft 1935.
- Velde, D.: Sur un lamprophyres hyperalcalin potassique: la minette de Sisco (île de Corse). *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.* **90**, 214—223 (1967).
- A new occurrence of priderite. *Mineral. Mag.* **36**, 867—870 (1968a).
- Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et les lamproïtes: une étude de la pilite. *Bull. Soc. Géol. France* **10**, 601—612 (1968b).
- Minettes et kersantites: une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse, Paris, 235 p. (1969a).
- Les micas des lamprophyres: kersantites, minettes et lamproïtes. *Bull. Soc. Franç. Minéral. Crist.* **92**, 203—223 (1969b).
- Remarques sur la nomenclature des minettes. *Compt. Rend. Som. Soc. géol. France* **6**, 222—224 (1970).
- A note on an analcite-bearing lamproïte from Devonshire. *Geol. Mag.* (sous presse).

- Williams, H.: Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi Country. Bull. Soc. Geol. Am. **47**, 111—172 (1936).
- Wones, D. R., Appleman, D. E.: Properties of synthetic triclinic KFeSi_3O_3 iron-microcline, with some observations on the iron-microcline $\rightleftharpoons$ iron-sanidine transition. J. Petrol. **4**, 131—137 (1963).
- Zavaritski, A. N.: Les roches éruptives. Traduction B.R.G.M. 3175, 3 vols. (1955).

Danielle Velde
Laboratoire de Pétrographie
Tours 16—26
9, quai Saint Bernard
F-75 Paris 5

